

بررسی کانی‌سازی پلی‌متال در روستای کورملا و قزل‌احمد شهرستان بستان آباد

مهرناز نیک‌نظر^{۱*}، محسن مؤید^۲، قادر حسین‌زاده^۳

۱- کارشناس ارشد زمین‌شناسی اقتصادی

۲- دانشیار دانشگاه تبریز، دانشکده علوم، تبریز

۳- استادیار دانشگاه تبریز، دانشکده علوم، تبریز

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۷/۵

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۲/۱۱/۱۳

چکیده

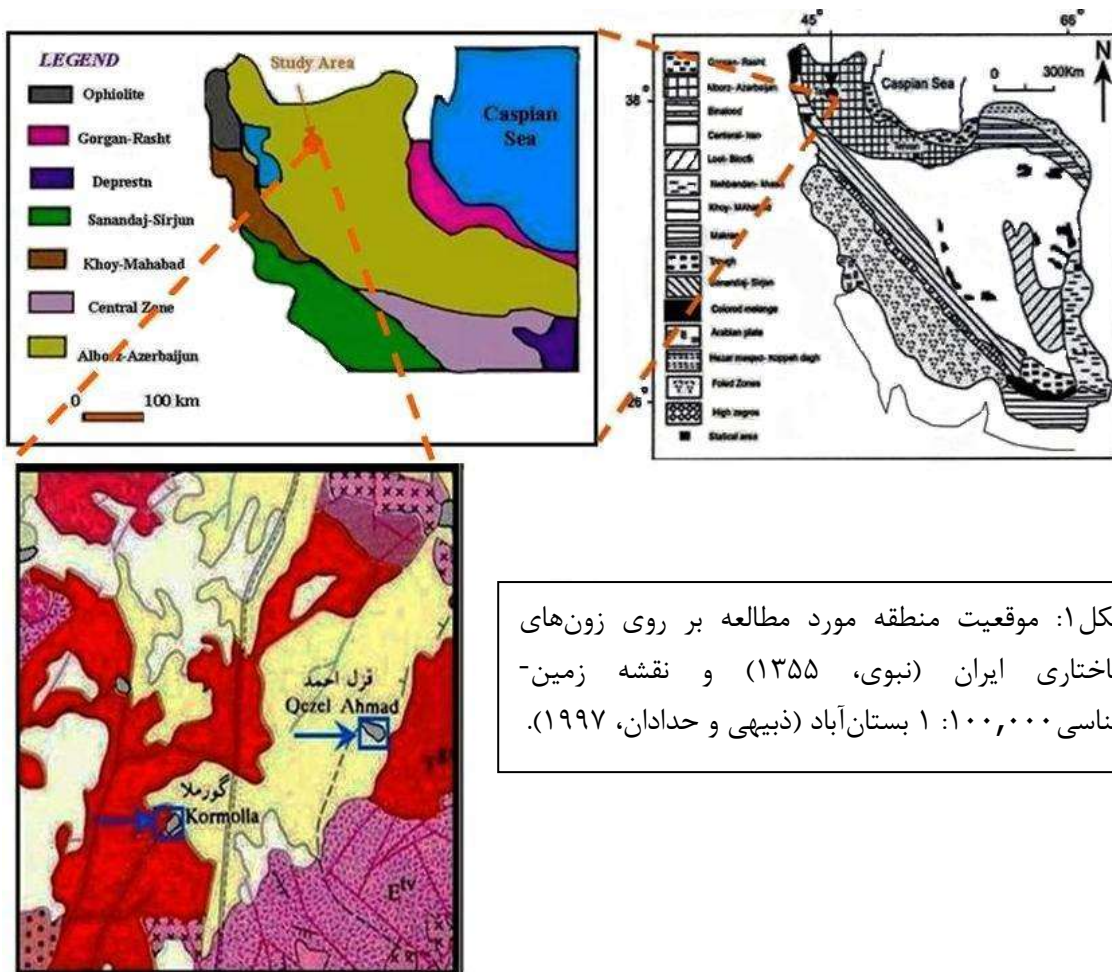
ناحیه مورد مطالعه شامل محدوده دو روستای کورملا و قزل‌احمد می‌باشد که، در فاصله ۲۲ کیلومتری جنوب‌شرقی شهرستان بستان‌آباد و در زون البرزغربی آذربایجان واقع شده است و شامل واحدهای آتشفشانی ائوسن، نفوذی‌های الیگومیوسن و واحدهای آذرآواری آتشفشان سهند می‌باشد. دگرسانی‌های عمده در منطقه عبارتند از: فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک است. کانی‌سازی به صورت رگه‌ای و شامل کانی‌سازی پیریت، مگنتیت، گالن و کالکوپیریت به شکل کانی‌سازی اولیه و کوولیت، گوتیت، هماتیت و اکسیدهای منگنز بصورت ثانویه می‌باشد. کالکوپیریت، پیریت و مگنتیت در اثر اکسید شدن تقریباً از بین رفته و آثار جزئی از آنها به چشم می‌خورد. بر اساس مطالعات، در اثر فرآیندهای ثانویه محلول‌های سطحی، کانی‌سازی گوتیت غالب شده است. بر اساس نتایج آنالیزهای شیمیایی منطقه دارای کانی‌سازی طلا، سرب، روی، مس، مولیبدن و نقره می‌باشد. مقادیر بالای ضریب تولید عناصر طلا، منگنز، آهن و روی بر اساس نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی محرز است. بر این اساس این منطقه احتمالاً یک کانسار پلی‌متال است.

واژه‌های کلیدی: بستان‌آباد، پلی‌متال، سهند، کورملا، قزل‌احمد.

مقدمه

محدوده مورد بررسی در ۲۲ کیلومتری جنوب-شرقی شهرستان بستان‌آباد و ۴۵ کیلومتری شهرستان تبریز واقع شده است. این منطقه در تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران (نبوی، ۱۳۵۵)، بخشی از زون ولکانوپلوتونیک البرز غربی-آذربایجان بوده، که با واحدهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن، توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق الیگومیوسن و واحدهای آذرآواری پلیوپلیستوسن (مربوط به آتشفشان سهند) پوشیده شده است (شکل ۱). همزمان با رخداد فشارشی پیرنه در ۳۷ میلیون سال پیش (الیگومیوسن)، تعدادی از توده‌های نیمه‌عمیق در واحدهای آتشفشانی ائوسن موجود در منطقه نفوذ کرده و دگرشکلی‌های وسیعی را در تکتونیک و توزیع ژئوشیمی عناصر در منطقه باعث شده‌اند. از جمله نتایج نفوذ این

توده‌های نیمه‌عمیق در منطقه، می‌توان به دگرسانی‌های گرمابی و کانی‌سازی گسترده در منطقه مورد بررسی اشاره نمود. از آنجا که منطقه مورد مطالعه در کمربند طلادار میانه-بستان‌آباد واقع شده است، از دیرباز مورد بررسی قرار گرفته است که شامل: بررسی اکتشافی سیستماتیک در زون میانه توسط سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۳)، بررسی متالوژنی استان آذربایجان شرقی توسط مهندسین مشاور پیچاپ کاوش و اکتشافات ژئوشیمیایی ورقه یکصد هزارم بستان‌آباد توسط مهندسین مشاور کاوشگران، عملیات ژئوشیمی اکتشافی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ توسط مهندسین مشاور تهران پادیر (۱۳۸۵) می‌باشد که در همه این مطالعات محدوده مورد بررسی دارای پتانسیل طلا معرفی شده است.

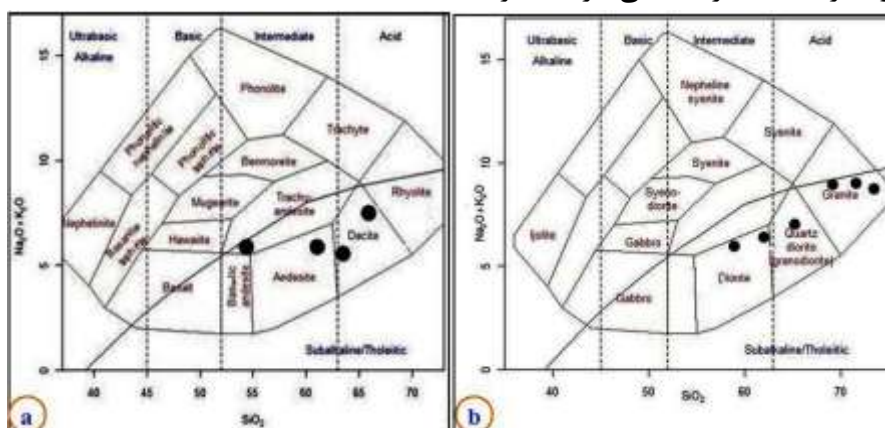


شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی زون‌های ساختاری ایران (نبوی، ۱۳۵۵) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ بستان‌آباد (ذبیهی و حدادان، ۱۹۹۷).

شده است. از دیواره کلیه ترانسه‌ها نیز نمونه برداری جهت آنالیزهای شیمیایی انجام شد و تعداد ۴۰ نمونه برداشت شد. نمونه‌ها در آزمایشگاه بین‌المللی AMDEL استرالیا پس از آماده‌سازی در چهار اسید به روش ICP-MS مورد آنالیز قرار گرفتند و مقدار ۴۴ عنصر در آنها اندازه‌گیری شد.

بحث

الف) پتروژنز: در نامگذاری سنگ‌های منطقه بر اساس (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)، سنگ‌های ولکانیکی در محدوده تراکی‌آندزیت، آندزیت و داسیت قرار می‌گیرند (شکل ۲a). سنگ‌های پلوتونیک در محدوده گرانیت، دیوریت و کوآرتز دیوریت (گرانودیوریت) قرار می‌گیرند (شکل ۲b).



شکل ۲: نمودارهای مربوط به نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (a): نامگذاری سنگ‌های آذرین آتشفشانی. (b): نامگذاری سنگ‌های آذرین پلوتونیک.

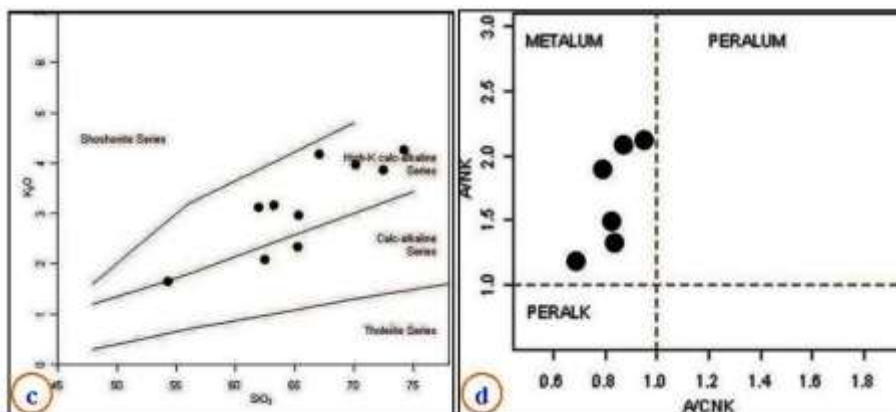
بر اساس نمودار ارائه شده توسط (مانیر و پیکولی، ۱۹۸۹)، که بر اساس (A/NK) در برابر (A/CNK) می‌باشد ماگما دارای سرشت متآلومین است (شکل ۲d).

در این مقاله سعی بر آن است که بر اساس مطالعات مختلف صحرایی، پتروگرافی، کانی‌نگاری، دگرسانی، ژئوشیمیایی و بررسی سیالات درگیر، وضعیت کانی‌سازی منطقه از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی و ژئوشیمیایی بررسی شود.

روش تحقیق

در بررسی‌های صحرایی کلیه رخنمون‌ها و رگه‌های منطقه از نظر زمین‌شناسی عمومی بررسی شد، که در نتیجه از پیمایش‌های صحرایی به روش نمونه برداری غیر سیستماتیک و لب‌پری، ۸۰ نمونه سنگی برداشت شد که بعد از تفکیک، ۳۰ نمونه برای تهیه مقاطع نازک، ۱۵ نمونه برای تهیه مقاطع صیقلی کانه‌شناسی و ۱۰ نمونه از نمونه‌های مربوط به رگه‌های سیلیسی منطقه برای تهیه چپ‌های دوبر صیقل انتخاب شدند. در منطقه، ۳ ترانسه بر روی رگه‌های دارای کانی‌سازی حفر

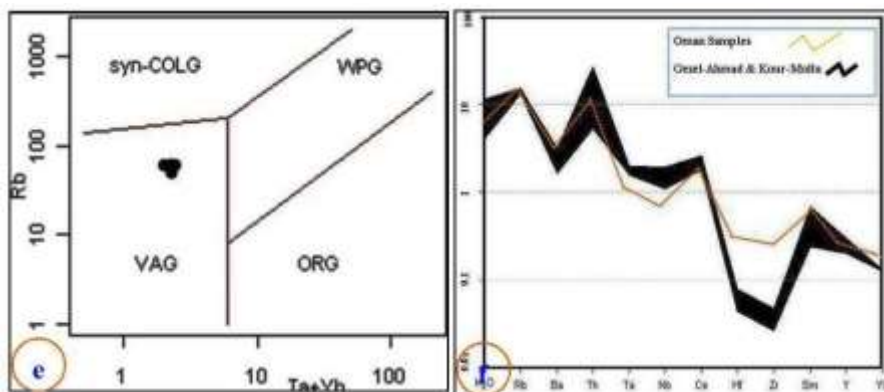
در تعیین سری ماگمایی با استفاده از نمودار (پیکرلو و تیلور، ۱۹۷۶)، که بر اساس $SiO_2 - K_2O$ می‌باشد، نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا جای می‌گیرند (شکل ۲c).



ادامه شکل ۲: نمودارهای مربوط به نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (c): نمودار جهت تعیین سری ماگمایی. (d): نمودار جهت تعیین سرشت ماگما.

با گرانتیوئیدهای پس از برخورد مربوط به منطقه عمان از خود نشان می‌دهد. بهنجاری نمونه‌های مورد بررسی به ORG، برای عناصر Rb, K₂O, Ba, Th, Ti, Nb, Ce غنی‌شدگی و برای عناصر Zr و Hf تهی‌شدگی فاحش و شدیدی را نشان می‌دهند. Sm, Y و Yb اگر چه نسبت به Zr و Hf غنی هستند ولی با این وجود تهی‌شدگی نسبت به ORG را نشان می‌دهند (شکل ۲f).

در تعیین محیط تکتونیکی با استفاده از نمودار (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)، که بر اساس Ta + Yb در برابر Rb است، نمونه‌ها در محدوده گرانتیت‌های قوس آتشفشان (VAG) واقع شده‌اند (شکل ۲e). در نمودار عنکبوتی جهت عناصر کمیاب که نسبت به پلاژیوگرانتیت‌های شکاف وسط اقیانوسی (ORG)، بهنجار شده است، با مقایسه الگوی تغییرات عیار این عناصر بیشترین تطابق را



ادامه شکل ۲: نمودارهای مربوط به نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (e): نمودار جهت تعیین موقعیت تکتونیکی منطقه. (f): نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب نرمالیزه شده با ORG.

اثر نفوذ سیالات، در امتداد گسل‌های عمیق کانی‌سازی صورت گرفته است، به طوری که در اثر فرآیندهای درون‌زاد و برونزاد فازهای اکسیدی و سولفیدی تشکیل شده است. پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت در اثر افزایش فوگاسیته اکسیژن در حال از بین رفتن بوده و فاز کانی‌سازی غالبی که در منطقه شکل گرفته گوتیت است. احتمالاً

(ب) کانه‌نگاری: در منطقه مورد مطالعه کانی‌سازی به صورت رگچه‌ای و پراکنده با میزبان توده‌های نفوذی فلسیک و در ارتباط با زونهای دگرسان شده و مرتبط با ساختارهای تکتونیکی منطقه می‌باشد. ساختارهای تکتونیکی منطقه شامل گسل‌ها و شکستگی‌هایی است که اغلب روند شمال‌غرب- جنوب‌شرقی را نشان می‌دهند که در

با جدول توالی پاراژنتیک منطقه در (شکل ۳) نشان داده شده است.

کالکوپیریت، پیریت و مگنتیت در اثر اکسید شدن (افزایش فوگاسیته اکسیژن)، تقریباً از بین رفته و تنها آثار جزئی از آنها به چشم می‌خورد. دیگر کانی‌هایی که در منطقه وجود دارند همگی در حال جانیشینی توسط گوتیت هستند. آنچه که از مطالعات نتیجه می‌شود این است که در اثر فرآیندهای ثانویه و تحت تأثیر محلول‌های سطحی کانی‌سازی گوتیت در منطقه غالب شده است.

کاهش حرارت و به دنبال آن تشکیل یک محیط اکسیدان و همچنین اختلاط محلول‌های آهن‌داری که حالت احیایی دارند با سیالاتی که احتمالاً منشأ جوی داشته و دارای حالت اکسیدان با فوگاسیته بالایی از اکسیژن هستند در تشکیل گوتیت‌های منطقه نقش داشته‌اند. براساس مطالعات کانی‌نگاری، کانی‌سازی پیریت، مگنتیت، گالن و کالکوپیریت به صورت اولیه و کانی‌سازی کولیت، گوتیت، هماتیت و اکسیدهای منگنز بصورت ثانویه است. شرح کانی‌سازی منطقه همراه

Decreasing age		
Stage	Hypogene Stage	Supergene Stage
Minerals		
Magnetite	●	
Pyrite	●	
Chalcopyrite	●	
Galena	●	
Hematite		●
Goethite		●
Mn-Oxide		●
Covelite		●

شکل ۳: جدول توالی رویدادهای کانی‌سازی در منطقه کورملا و قزل احمد

(۲۰۰۵)، واکنش تشکیل مگنتیت از سیالات گرمابی به صورت رابطه ۱ است:

رابطه (۱)

$2\text{FeCl}_3 + \text{FeCl}_2 + 4\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_3\text{O}_4 + 8\text{HCl}$
این واکنش برای تشکیل مگنتیت از یک سیال گرمابی (کلریدی) اکسیدان بوده که در آن نسبت $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ بالا می‌باشد.

پیریت FeS_2 : پیریت‌های منطقه بیشتر در زون دگرسانی سرسیستیک دیده می‌شوند که اغلب مربوط به کانی‌سازی هیپوژن می‌باشند. پیریت‌ها در اثر سیال‌های سطحی بیشتر توسط گوتیت جانشین شده‌اند. در برخی موارد تنها اشکال دروغین از بلورهای پیریت که به صورت بلورهای مکعبی هستند و بیشتر توسط گوتیت پر شده‌اند

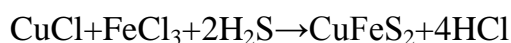
مگنتیت Fe_3O_4 : در مقاطع به صورت محدود وجود دارند، که اکثراً دچار فرآیند سوپرژن شده و شکل اولیه خود را از دست داده‌اند. فرآیند مارتیتی شدن نیز قابل تشخیص است که در آن مگنتیت‌ها در حال تبدیل به هماتیت هستند. به نظر (گیلبرت و پارک، ۱۹۹۷)، بالا بودن مقدار اکسیژن محیط، عامل فروپاشی مگنتیت به گوتیت است (شکل ۴a). مگنتیت زمانی از ماگما متبلور می‌شود که فوگاسیته اکسیژن در آن بالا باشد و در اثر این افزایش، پدیده مارتیتی شدن را نشان می‌دهد که در این فرآیند مگنتیت به هماتیت و گوتیت تبدیل می‌شود. طبق (پترسون و کلس،

کالکوپیریت $CuFeS_2$: در منطقه کالکوپیریت محدود و در اندازه‌های کوچک دیده می‌شود، که در اثر افزایش فوگاسیته اکسیژن و دگرسانی از بین رفته، و احتمالاً همین امر همراه با جانشینی گوتیت عامل از بین رفتن کالکوپیریت‌های منطقه است (شکل ۴c). طبق (پترسون و کلوس، ۲۰۰۵)، واکنش تشکیل کالکوپیریت از سیال گرمایی بالارو که دارای کمپلکس‌های کلرایدی مس است به شکل رابطه ۴ و ۵ می‌باشد:

رابطه ۴

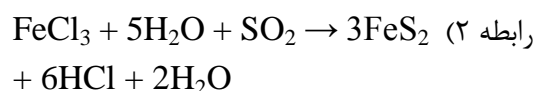


رابطه ۵



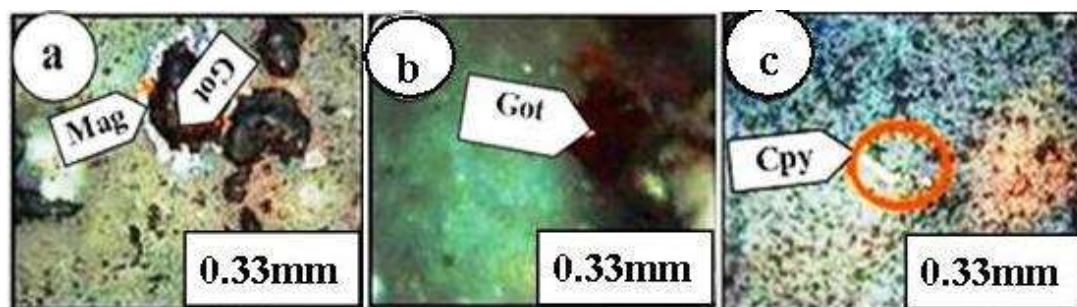
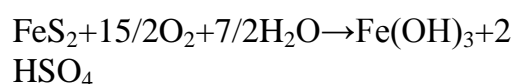
چون از هر دو واکنش HCl تولید می‌شود می‌توان نتیجه گرفت که تولید کالکوپیریت سبب افزایش اسیدیته سیال گرمایی می‌شود. در این واکنش H_2S مورد نیاز، از هیدرولیز SO_2 موجود در سیال گرمایی تأمین می‌شود.

دیده می‌شود (شکل ۴b). جانشینی پیریت به عنوان یک فاز سولفیدی توسط گوتیت به عنوان یک فاز اکسیدی می‌تواند نشانه هوازدگی سطحی نمونه‌ها باشد. طبق (پترسون و کلوس، ۲۰۰۵)، تشکیل پیریت از سیالات گرمایی طبق واکنش زیر (رابطه ۲) صورت می‌گیرد:



برای انجام این واکنش، وجود گوگرد احیایی ضروری است. کالکوپیریت و گالن در حضور پیریت دچار واکنش‌های گالوانی شده که در نتیجه به شدت انحلال پیدا می‌کنند. حلالیت سرب در حضور پیریت به بیش از ۳۰ برابر حالت معمول می‌رسد. واکنش تبدیل پیریت به اکسید آهن به صورت رابطه ۳ است:

رابطه ۳



شکل ۴: عکس‌های مربوط به کانی‌سازی‌های فلزی منطقه (a): بلور مگنتیت که روی آن گوتیت در حال تشکیل در نور PPL است (b): جانشینی کامل پیریت توسط گوتیت که تنها شکل دروغین از بلور پیریت باقی مانده در نور XPL است و (c): قطعات کوچک کالکوپیریت که باقی مانده در نور PPL است.

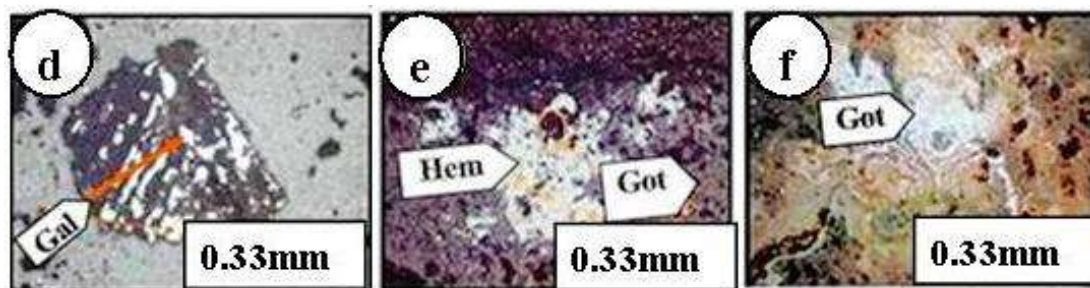
کوولیت بر اساس سری شرمین نیز قابل توجیه است. در مقاطع بر روی بلورهای گالن تارنیش-هایی قابل مشاهده است که بر اساسین تارنیش‌ها می‌تواند نشانه فروپاشی گالن به دیگر کانی‌های ثانویه سرب‌دار از جمله سروریت و آنگلیت باشد (هانلیسی و ازترک، ۲۰۰۵).

گالن PbS: در مقاطع گالن به صورت پراکنده است (شکل ۴d). در حاشیه و بر روی برخی از این گالن‌ها کوولیت دیده می‌شود. اختلاط سیالات (نتیجه کاهش فعالیت لیگاندها) می‌تواند سبب افزایش ناگهانی اسیدیته سیال حمل‌کننده فلز و در نهایت نهشت گالن شود. جانشینی گالن توسط

محصول دگرسانی مگنتیت بوده و در شرایط اکسیداسیون سطحی‌زاد پایداری بالایی دارد. در نمونه‌های مورد بررسی بیشترین بافتی که از گوتیت مشاهده شد بافت کلوفرمی بوده که این بافت، نشانه عملکرد یک سیال کلوئیدی در منطقه است (شکل ۴f). احتمالاً کاهش حرارت و به دنبال آن تشکیل یک محیط احیایی، در تشکیل گوتیت مؤثر بوده است، همچنین اختلاط محلول-های سیالی که حالت احیایی داشته و حاوی آهن بوده‌اند با سیالاتی که احتمالاً منشأ جوی داشته و دارای حالت اکسیدان بوده و همچنین فوگاسیته بالایی از اکسیژن را دارا بوده‌اند در تشکیل گوتیت‌های منطقه نقش مهم و موثری داشته‌اند.

هماتیت Fe_2O_3 : در منطقه هماتیت بسیار محدود و پراکنده است، که اکثراً تحت تأثیر محلول‌های هیدروترمال و فرآیندهای اکسید کننده سوپرژن قرار گرفته و در حال از بین رفتن و جانشین شدن توسط گوتیت می‌باشند. هماتیت-های منطقه همه از نوع توده‌ای بوده و اسپیکولاریت تشخیص داده نشد (شکل ۴e).

گوتیت $FeO.OH$: در منطقه، کانی‌سازی گوتیت گسترش زیادی نشان می‌دهد که بیشتر حالت بی‌شکل و توده‌ای دارد. این کانی نتیجه تأثیر محلول‌های سطحی بر روی کانی‌های پیریت، مگنتیت و هماتیت منطقه است که در بسیاری موارد گوتیت به عنوان محصول فروپاشی و دگرسانی پیریت ظاهر شده است. گوتیت آخرین



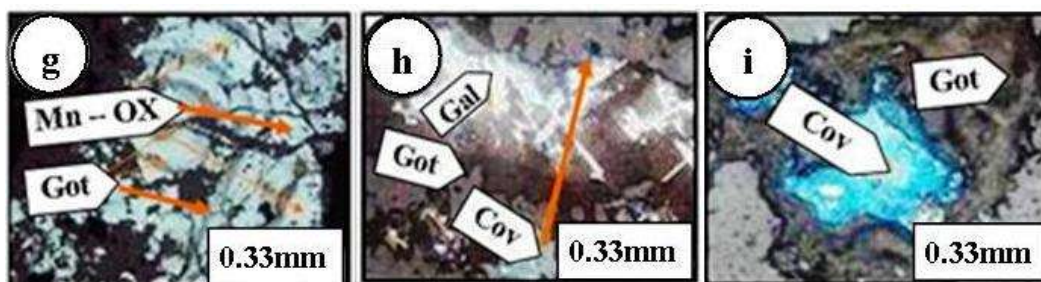
شکل ۴: عکس‌های مربوط به کانی‌سازی‌های فلزی منطقه (d): تشکیل گالن در قالب یک کانی دیگر در نور PPL (e): گوتیت در حال جاننشینی هماتیت در نور PPL و (f): بافت کلوفرمی در گوتیت که در اثر محلول‌های کلوئیدی که در نور PPL شکل گرفته است.

قلوهای نیز در برخی مناطق دیده می‌شود. در برخی قسمت‌ها در منگنزها حالت زونه‌ای مشاهده می‌شود که مربوط به تشکیل گوتیت در آنها است و تحت تأثیر شرایط سطحی یا محلول‌های هیدروترمالی صورت گرفته است (شکل ۴g). کوولیت CuS : در مقاطع کوولیت به صورت محدود و پراکنده به صورت توده‌های بی‌شکل وجود دارد که بیشتر در اطراف کانی‌های دیگر به ویژه گالن و پیریت قرار گرفته و در حال جاننشینی است (شکل ۴i,h).

اکسیدهای منگنز $Mn-Oxide$: این کانی بیشتر حالت توده‌ای دارد. در منطقه دندریتهای منگنز در نمونه‌های دستی به چشم می‌خورد که از نشانه‌های تشکیل زون اکسیدان در منطقه است. به نظر پیسکین (۲۰۰۲)، مهمترین عاملی که در تشکیل دندریتهای منگنز، نقش اساسی دارد، فرآیند انتشاری در محیط‌های اکسیدان می‌باشد. در مقاطع اشکال کنکرسینیونی از کانی‌سازی منگنز دیده می‌شود، که دارای بافت کلوفرم بوده و تحت تأثیر محلول‌های کلوئیدی ایجاد شده‌اند. اشکال

کانی رسی تبدیل شده‌اند (شکل ۵a). پلاژیوکلازها نیز در اثر محلول‌های غنی از بی‌کربنات تبدیل به کلسیت و کانی رسی می‌شوند. همچنین تشکیل کلسیت در نتیجه نفوذ سیالات از میان شکستگی-های پلاژیوکلاز صورت می‌گیرد، که در این واکنش CaO، از تخریب پلاژیوکلازها و CO₂، از سیال تأمین می‌شود (شکل ۵b).

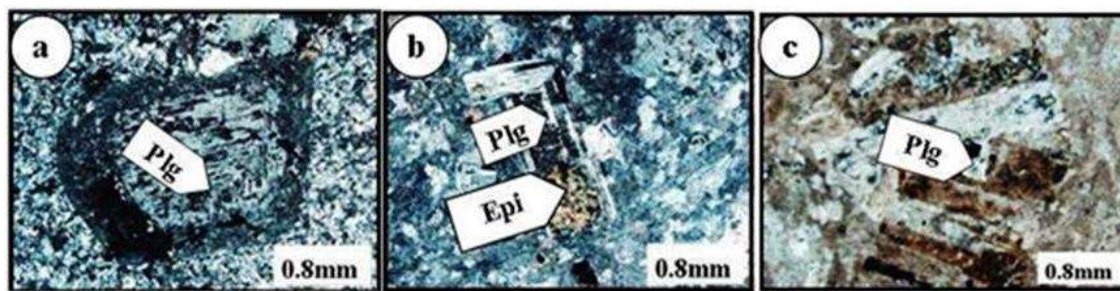
ج) دگرسانی: نفوذ سیالات در منطقه در امتداد گسل‌های عمیق، سنگهای منطقه را تحت تأثیر قرار داده و باعث ایجاد دگرسانی‌های بسیار شده-اند. به طور کلی انواع دگرسانی‌های سریستیک، آرژیلیتیک، پروپیلیتیک، سیلیسی و زئولیتی در منطقه رخ داده است. دگرسانی سریستیک: در اثر این دگرسانی در منطقه، فلدسپارها و پلاژیوکلازها به سرسیت و



ادامه شکل ۴: عکس‌های مربوط به کانی‌سازی‌های فلزی منطقه (g): در اثر محلول‌های سطحی حالت زونه در اکسیدهای منگنز توسط گوتیت در نور PPL ایجاد شده است. (h): تشکیل کولیت در اطراف و روی گالن در نور PPL و (j): تشکیل کولیت به صورت بی‌شکل در نور PPL.

کانی رسی تبدیل شده‌اند (شکل ۵c). در این دگرسانی کانی سولفیدی اصلی پیریت است. این دگرسانی معمولاً با کانسارهای فلزات قیمتی اپی-ترمال در نزدیکی سطح است که در آن دگرسانی همراه با جوشش سیالات و تغلیظ بخارات غنی از مواد فرار بوده تا تشکیل محلول فوق اسیدی بدهد (الریش و هینریش، ۲۰۰۲).

دگرسانی آرژیلیک: این دگرسانی در اثر شرایط اسیدی در منطقه رخ داده است، که در اثر آن پلاژیوکلازها تبدیل به کانی رسی و سریست شده-اند. در اکثر نمونه‌ها شکل اولیه بلور پلاژیوکلاز حفظ شده و در بیشتر موارد می‌توان ماکل آنها را نیز تشخیص داد. در بعضی نمونه‌ها نیز بلورهای فلدسپار که در زمینه وجود دارند، به سریست و مقدار جزئی

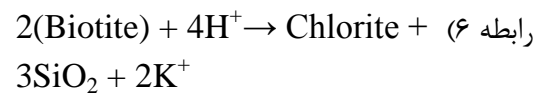


شکل ۵: عکس‌های مربوط به دگرسانی‌های منطقه (a): بلور پلاژیوکلاز از مرکز در حال سریستی شدن است و شکل بلور اولیه در نور XPL باقی مانده است. (b): بلورهای پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی سریستیک در حال تبدیل شدن به اپیدوت و اندکی کانی رسی و سریست در نور XPL هستند و (c): بلورهای پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی آرژیلیک تبدیل به کانی رسی در نور XPL شده‌اند.

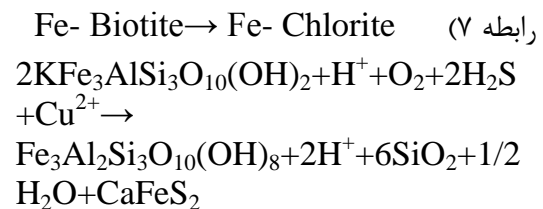
دگرسانی سیلیسی به تشکیل کوارتز جدید با کانی‌های سیلیسی آمورف در یک سنگ در طول دگرسانی نسبت داده می‌شود. سیلیسی شدن کمتر در هاله‌های دگرسانی مرتبط با بسیاری از انواع کانسارهای مختلف رخ می‌دهد و معمولاً یک محصول جانبی واکنش‌های آبکافت ایزوشیمیایی است که سیلیسیم به طور محلی دریافت شده است. در اکثر شکستگی‌هایی که سیالات گرمایی از میان آنها گذشته‌اند، حداقل به طور بخشی با کوارتز به شکل رگه‌ای پر شده‌اند. در این محل‌ها سیلیسیم به طور معمول از شسته شدن سنگ‌های در برگیرنده در اثر چرخش سیال از بین آنها تأمین می‌شود. گرچه سیلیسی شدن شدید در اثر متاسوماتیسم کاتیونی شکل می‌گیرد که در آن مقادیر اساسی Si^{4+} محلول به سیستم اضافه می‌شود.

دگرسانی زئولیتی: در منطقه نمونه‌هایی از زئولیت داریم که بافت کلی آن اسفرولیتی است و قطعاتی از کوارتز و اکسیدهای آهن نیز در آن به چشم می‌خورد (شکل ۵، h، i). به عقیده شلی (۱۹۹۳)، بافت اسفرولیتی می‌تواند به دلیل شرایط ناپایدار و نامتعادل در زمان تبلور ماگما ایجاد شود. اگرچه سرعت بالا، در سردشدگی سنگ‌های نیمه عمیق وجود دارد اما زمانی که یک ماگمای مافیک با ماگمای فلسیک برخورد می‌کند سرعت سرد شدن به طور ناگهانی افزایش یافته و سبب تشکیل این بافت می‌شود.

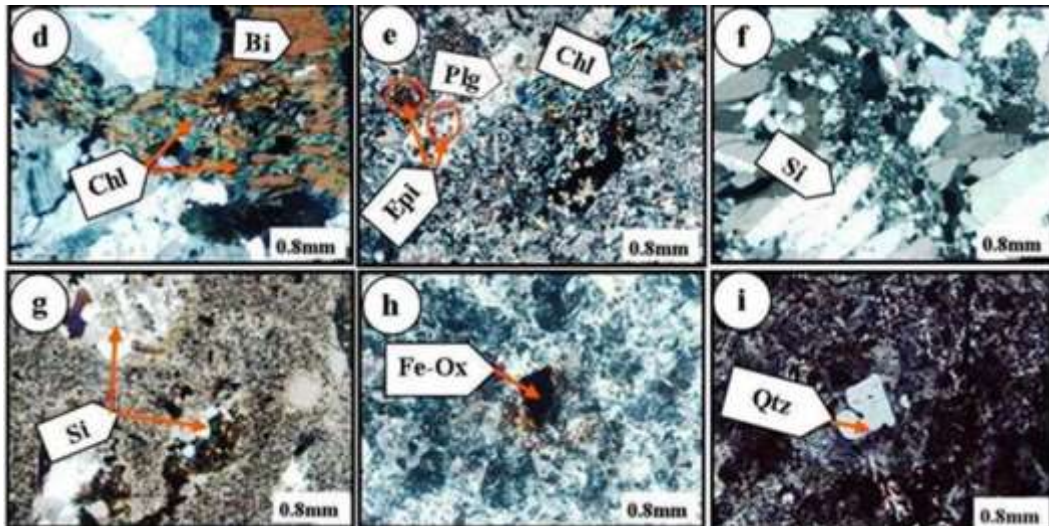
دگرسانی پروپیلیتیک: در اثر این دگرگونی کانی‌های فرومنیزین از جمله بیوتیت تبدیل به کلریت شده و در برخی نمونه‌ها نیز کلریت نوع پنین شکل گرفته است (شکل ۵d). بلورهای پلاژیوکلاز نیز تحت تأثیر این نوع دگرسانی تبدیل به اپیدوت شده‌اند (شکل ۵e). طبق (الریش و هینریش، ۲۰۰۲)، در این دگرسانی نسبت سیال به سنگ کم است و تمایل به ایزوشیمیایی بودن دارد و در پاسخ به متاسوماتیسم H^+ تشکیل می‌شود و می‌تواند مشخص کننده حواشی کانسنگ‌های فلزات قیمتی اپی‌ترمال باشد. کلریت‌ها بیشتر از تجزیه بیوتیت‌ها حاصل می‌شوند که واکنش آن به شکل رابطه ۶ است:



بیوتیت و آمفیبول طبق واکنش رابطه ۷ تبدیل به کلریت نوع پنین می‌شوند (گیلبرت و پارک، ۱۹۹۷):



دگرسانی سیلیسی: در منطقه سیلیس به دو صورت رگچه‌ای و جانشیننی وجود دارد، که اغلب رگچه‌ای بوده و فضاهای خالی و حفرات را پر می‌کند، که در این حالت بافت شکافه پرکن (شانه-ای) را ایجاد می‌کند (شکل ۵، f و g). این بافت نشانه عملکرد محلول‌های سیلیسی بر سنگ‌های درونگیر منطقه است. بر اساس نظر (راب، ۲۰۰۷)،



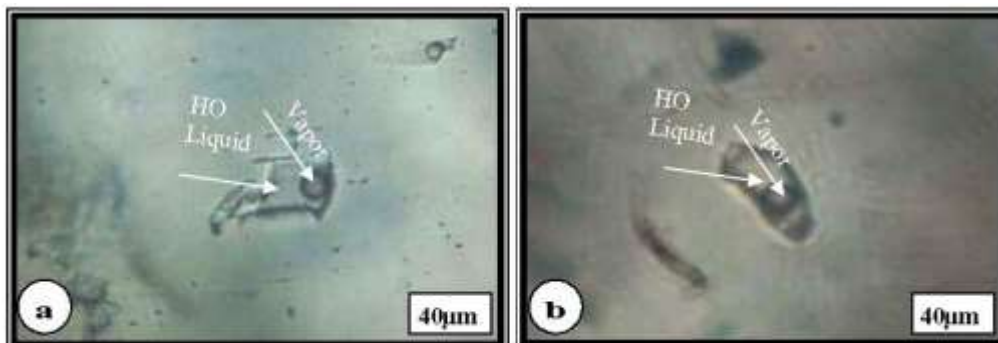
ادامه شکل ۵: عکس‌های مربوط به دگرسانی‌های منطقه (d): تبدیل بیوتیت به کلریت و کلریت نوع پنین در نور XPL. (e): بلور پلاژیوکلاز تحت تأثیر دگرسانی پروپیلیتیک به اپیدوت و کلریت نوع پنین در نور XPL تبدیل شده است. (f): سیلیس به صورت رگه‌ای و شکافه پرکن (شانه‌ای) در نور XPL. (g): جانیشینی سیلیس در حفرات در نور XPL و (h)، (i): بافت کلی زمینه، بافت اسفرولیتی است و کل نمونه نیز زئولیت می‌باشد که در برخی بخش‌ها دارای قطعاتی از اکسید آهن و کوارتز در نور XPL است.

مطالعه انواع میانبارهای سیال با اشکال متفاوت مشاهده شد از جمله سوزنی، گرد، میله‌ای، شکل منفی بلور، دوکی‌شکل و ستاره‌ای و همچنین اشکال هندسی نامنظم. همچنین میانبارها از نظر اندازه بسیار متفاوت بوده و از ۱/۵ میکرون تا حدود ۶۵ میکرون متغییر است، اما اغلب آنها دارای ابعاد کمتر از ۳۰ میکرون می‌باشند. میانبارهای ثانویه هم در نمونه‌ها دیده می‌شود که آنها نیز دارای اندازه‌های مختلفی هستند و اشکال متنوعی نیز دارند. این گونه میانبارها بیشتر در شکستگی‌ها و به صورت ردیفی دیده می‌شوند. در این میان بیشتر میانبارهای اولیه دارای شکل منفی بلوری کانی میزبان خود یعنی کوارتز هستند. بر اساس مطالعات پتروگرافی سیالات درگیر، تیپ‌های اصلی میانبارهای سیال عبارتند از:

(د) بررسی سیالات درگیر: نمونه‌ها از رگه و رگچه‌های کوارتزی و کلسیتی که به صورت همزاد با کانی‌سازی تشکیل شده‌اند انتخاب شد که سنگ دربرگیرنده آنها کوارتز مونزونیت است. در منطقه رگه‌های سیلیسی بی‌شکل و دندان سگی با ضخامتی در حدود ۲۵ سانتیمتر دیده می‌شود که در اثر فرآیندهای سوپرژنی که در منطقه رخ داده به شدت به هماتیت و لیمونیت آغشته شده‌اند. بر اساس مطالعه مقاطع صیقلی و نازک رگه‌هایی از کانی‌های کوارتز و کلسیت جهت مطالعه میانبارهای سیال انتخاب شدند. جهت مطالعات دماسنجی ۱۰ مقطع دوبر صیقل از کانی کوارتز و ۵ مقطع دوبر صیقل از کانی کلسیت تهیه شد. اما از مطالعه کانی کلسیت به علت آغستگی به محلول‌های آهن‌دار و نداشتن شفافیت لازم جهت مطالعه صرف نظر شد. تنها کانی مناسب جهت مطالعات میانبارهای سیال در منطقه کوارتز است. در نمونه‌های مورد

۲- میانبرهای سیال دو فاز مایع آب و بخار که دارای حباب گازی بزرگ هستند (شکل ۶(b)).

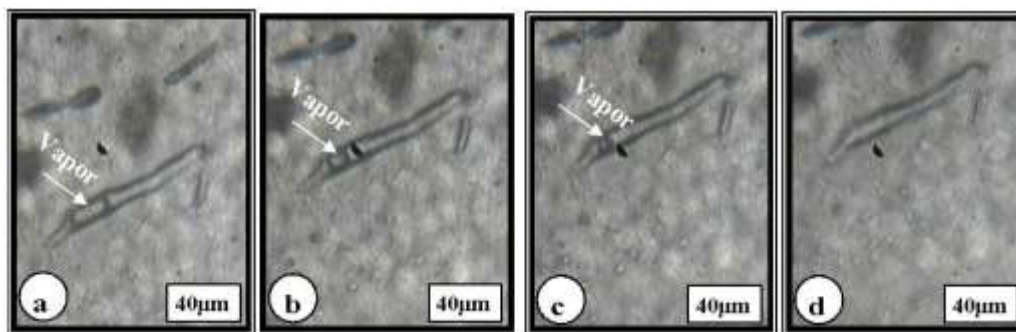
۱- میانبرهای سیال دو فاز مایع آب و بخار که دارای حباب گازی کوچک هستند (شکل ۶(a)).



شکل ۶: (a): میانبر با حباب گازی کوچک و (b): میانبر با حباب گازی بزرگ

هالیت، شوری سیال کانی‌ساز ناچیز و کمتر از ۱۰ درصد وزنی معادل NaCl است مطالعات حرارت‌سنجی در مورد نمونه‌ها صورت گرفت (شکل ۷(a,b,c,d)).

میانبرهای سیال تیپ یک، با درجه پرشدگی بالاتر از ۷۰ درصد، که دارای فراوانی بیشتری نسبت به دیگر میانبرها می‌باشند، دیگر میانبرها دارای درجه پرشدگی کمتر از ۷۰ درصد هستند. به دلیل عدم وجود فاز جامد



شکل ۷: (a): میانبر سیال میله‌ای در دمای ۳۰ درجه سانتیگراد (دمای اتاق). (b): میانبر سیال میله‌ای در دمای ۲۶۵ درجه سانتیگراد. (c): میانبر سیال میله‌ای در دمای ۳۱۰ درجه سانتیگراد. (d): میانبر سیال میله‌ای در دمای ۳۶۰ درجه سانتیگراد (دمای همگن شدن).

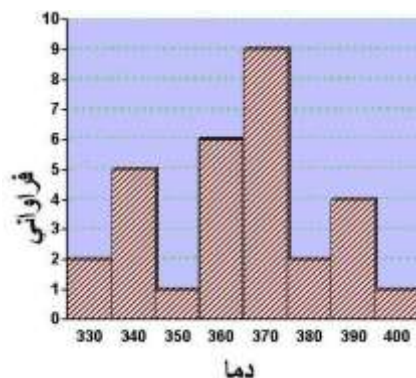
بررسی‌های ژئوشیمیایی: در محدوده‌های مورد مطالعه با توجه نتایج حاصل از آنالیزهای ژئوشیمیایی مقدار ضریب تولید و ضریب کانی‌سازی برای عناصر مهم اکتشافی بررسی شده است که ضریب تولید و ضریب کانی‌سازی بر اساس رابطه ۸ محاسبه شده است:

بررسی داده‌های حاصل از حرارت‌سنجی نشان می‌دهد که درجه حرارت سیالات مؤثر در کانی‌سازی دارای سه محدوده حرارتی $330-340^{\circ}\text{C}$ و $350-360^{\circ}\text{C}$ و $360-370^{\circ}\text{C}$ می‌باشد (شکل ۸).

رابطه ۸)

$$K = \frac{\text{مجموع عیار نمونه‌های آنومالی بالای حد زمینه}}{\text{تعداد کل نمونه‌های موجود در زون آنومالی (آنومالی و غیر آنومالی)}}$$

(ضریب کانی‌سازی) $CP = K * \text{Mean}$ (میانگین عیار عناصر به‌دست آمده) (ضریب تولید)



شکل ۸: نمودار مربوط به نتایج حاصل از همگن کردن نمونه‌ها بدون اعمال تصحیح فشار

عناصر سرب و روی محرز است. در محدوده شمال کورملا با توجه به تعداد ۱۹ نمونه مینرالیزه مقدار ضریب تولید و ضریب کانی‌سازی برای عناصر مهم اکتشافی مطابق جدول ۳ است. با توجه به این جدول مقادیر بالای ضریب تولید عناصر سرب و روی محرز است. در نهایت این ضرایب در نمودار کلی به صورت مقایسه‌ای در کنار یکدیگر نشان داده شده‌اند. بر اساس شکل ۹، مهمترین ناحیه جهت اکتشاف طلا، جنوب شرق روستای قزل‌احمد است. از مناطق دیگر می‌توان به بخش‌های شمال و جنوب روستای کورملا اشاره کرد. لازم به ذکر است که کلیه داده‌های بر اساس ppm بوده و تنها برای طلا بر اساس ppb می‌باشد.

بر این اساس، در محدوده جنوب شرق قزل‌احمد با توجه به تعداد ۵ نمونه مینرالیزه مقدار ضریب تولید و ضریب کانی‌سازی برای عناصر مهم اکتشافی مطابق جدول ۱ است. با توجه به این جدول مقادیر بالای ضریب تولید عناصر طلا، روی و مولیبدن محرز است. در محدوده جنوب قزل‌احمد تنها مقادیر بالای ضریب تولید عنصر روی محرز می‌باشد. در محدوده جنوب غرب قزل‌احمد ضریب تولید هیچ عنصری بالا نیست. در محدوده جنوب کورملا با توجه به تعداد ۳۲ نمونه مینرالیزه مقدار ضریب تولید و ضریب کانی‌سازی برای عناصر مهم اکتشافی مطابق جدول ۲ است. با توجه به این جدول مقادیر بالای ضریب تولید

جدول ۱: محاسبه میزان ضرایب تولید و کانی سازی در محدوده جنوب شرق قزل احمد

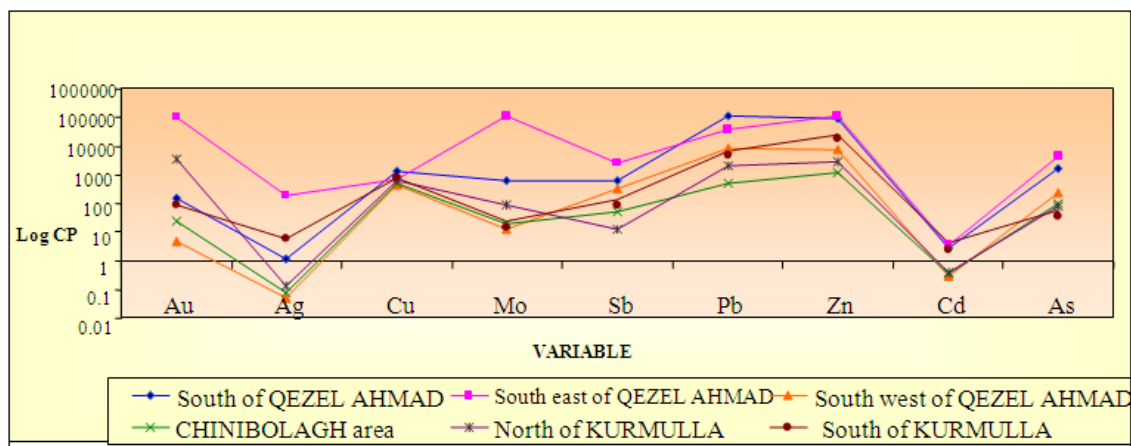
Sample	میانگین	مجموع عیار نمونه های آنومالی بالای حد زمینه	تعداد نمونه های محدوده آنومالی	ضریب کانی سازی (K)	ضریب تولید (CP)
Au	۳۵۴/۴	۱۴۶۲	۵	۲۹۲/۴	۱۰۰۹۹۴/۹۶
Ag	۱۵/۶۶	۶۰/۷	۵	۱۲/۱۴	۱۹۰/۱۱۲۴
Cu	۳۷/۱۸	۹۴/۴	۵	۱۸/۸۸	۷۰۱/۹۵۸۴
Mo	۴۱۴/۸۴	۱۳۱۸	۵	۲۳۶/۶	۱۰۹۲۵۶/۹۲۸
Sb	۶۷/۳۴	۱۸۵/۳	۵	۳۷/۰۶	۲۴۹۷/۱۰۲۸
Pb	۲۰۷/۲	۹۱۸/۸	۵	۱۳۸/۷۶	۳۸۰۷۵/۰۷۲
Zn	۳۶۶/۰۸	۱۴۸۷	۵	۲۹۷/۴	۱۰۸۸۷۲/۱۹۲
Cd	۱/۹	۸/۹	۵	۱/۷۸	۳/۳۸۲
As	۸۸/۵۶	۲۶۴	۵	۵۲/۸	۴۶۷۵/۹۶۸

جدول ۲: محاسبه میزان ضرایب تولید و کانی سازی در محدوده جنوب کورملا

Sample	میانگین	مجموع عیار نمونه های آنومالی بالای حد زمینه	تعداد نمونه های محدوده آنومالی	ضریب کانی سازی (K)	ضریب تولید (CP)
Au	۱۰/۱۲۵	۲۸۱	۳۲	۸/۷۸۱۲۵	۸۸/۹۱۰۱۵۶۲۵
Ag	۲/۴۴۳۷۵	۷۶/۷۱	۳۲	۲/۳۹۷۱۸۷۵	۵/۸۵۸۱۲۶۹۵۳
Cu	۳۱/۰۵	۷۶۶/۹	۳۲	۲۳/۹۶۵۶۲۵	۷۴۴/۱۳۲۶۵۶۳
Mo	۵/۰۶۸۷۵	۱۵۰	۳۲	۴/۶۸۷۵	۲۳/۷۵۹۷۶۵۶۳
Sb	۱۲/۱۵۳۱۲۵	۳۷۱/۹	۳۲	۱۱/۶۲۱۸۷۵	۱۴۱/۲۴۲۰۹۹۶
Pb	۸۴/۷۱۸۷۵	۲۵۱۶	۳۲	۷۸/۶۲۵	۶۶۶۱/۰۱۱۷۱۹
Zn	۱۶۴/۸۹۳۷۵	۴۸۵۵/۲	۳۲	۱۵۱/۷۲۵	۲۵۰۱۸/۵۰۴۲۲
Cd	۲/۴۰۳۱۲۵	۶۰/۴	۳۲	۱/۸۸۷۵	۴/۵۳۵۸۹۸۴۳۸
As	۷/۹۶۵۶۲۵	۲۲۹/۵	۳۲	۷/۱۷۱۸۷۵	۵۷/۱۲۸۴۶۶۸

جدول ۳: محاسبه میزان ضرایب تولید و کانی سازی در محدوده شمال کورملا

Sample	میانگین	مجموع عیار نمونه های آنومالی بالای حد زمینه	تعداد نمونه های محدوده آنومالی	ضریب کانی سازی (K)	ضریب تولید (CP)
Au	۶۲/۳۱۵۷۸۹۴۷	۱۱۳۱	۱۹	۵۹/۵۲۶۳۱۵۷۹	۳۷۰۹/۴۲۹۳۶۳
Ag	۰/۴۶۸۹۴۷۳۶۸	۵/۳۴	۱۹	۰/۲۸۱۰۵۲۶۳۲	۰/۱۳۱۷۹۸۸۹۲
Cu	۲۹/۷۴۲۱۰۵۲۶	۴۰۶/۹	۱۹	۲۱/۴۱۵۷۸۹۴۷	۶۳۶/۹۵۰۶۶۴۸
Mo	۹/۷۴۷۳۶۸۴۲۱	۱۶۶/۹	۱۹	۸/۷۸۴۲۱۰۵۲۶	۸۵/۶۲۲۹۳۶۲۹
Sb	۳/۹۲۶۳۱۵۷۸۹	۶۰/۲	۱۹	۳/۱۶۸۴۲۱۰۵۳	۱۲/۴۴۰۲۲۱۶۱
Pb	۴۸/۲۷۸۹۴۷۳۷	۸۵۴/۱	۱۹	۴۴/۹۵۲۶۳۱۵۸	۲۱۷۰/۲۶۵۷۳۴
Zn	۵۶/۲۴۷۳۶۸۴۲	۹۶۶/۱	۱۹	۵۰/۸۴۷۳۶۸۴۲	۲۸۶۰/۰۳۰۶۶۵
Cd	۰/۸۷۸۹۴۷۳۶۸	۸/۸	۱۹	۰/۴۶۳۱۵۷۸۹۵	۰/۴۰۷۰۹۱۴۱۳
As	۹/۸۱۵۷۸۹۴۷۴	۱۵۹/۶	۱۹	۸/۴	۸۲/۴۵۲۶۳۱۵۸



شکل ۹: نمودار مقایسه ضرایب تولید آنومالی‌های قزل‌احمد و کورملا

نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات سنگ میزبان به صورت توده-های نفوذی فلسیک (گرانیتی)، مونزونیتی و دیوریتی) و سنگ‌های ولکانیکی (آندزیت، ریولیت، داسیت و تراکی‌آندزیت) است. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی سری ماگمایی سنگ‌ها در محدوده کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار گرفته و دارای سرشت متآلومین می‌باشد و محیط تکتونیکی آنها در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG) واقع شده‌اند. گسل‌ها مهمترین عامل ساختاری بوده که در کانی‌سازی منطقه مؤثر هستند به نحوی که، نفوذ سیالات در امتداد آنها سنگ‌های را تحت تأثیر قرار داده و باعث ایجاد دگرسانی‌های بسیاری شده‌اند. به طور کلی انواع دگرسانی‌های سریسیستیک، آرژیلیتیک، پروپیلیتیک و همچنین دگرسانی نوع سیلیسی و ژئولیتی در منطقه رخ داده، که در این بین دگرسانی سریستی و سیلیسی در سطح بیشترین گسترش را دارند. مطالعات کانه‌نگاری حاکی از کانی‌سازی پیریت، مگنتیت، گالن و کالکوپریت اولیه و کانی‌سازی کوولیت، گوتیت، هماتیت و اکسیدهای منگنز بصورت ثانویه است. کالکوپریت، پیریت و مگنتیت در اثر اکسید شدن

تقریباً از بین رفته و تنها آثار جزئی از آنها به چشم می‌خورد. دیگر کانی‌هایی که در منطقه وجود دارند همگی در حال جانمایی توسط گوتیت هستند. بر این اساس در اثر فرآیندهای ثانویه و تحت تأثیر محلول‌های سطحی کانی‌سازی گوتیت در منطقه غالب شده که می‌تواند نشانه محلولهای ماگمایی-گرمابی غنی از آهن باشد. منطقه دارای رگه‌های سیلیسی فراوان و دارای کانی‌سازی است. مطالعات سیالات درگیر نشان می‌دهد که به علت نبود فاز جامد هالیت درون میانبرها، شوری سیالات عامل کانی‌سازی پایین و حدود ۱۰-۵ درصد وزنی معادل NaCl است. درجه حرارت سیالات مؤثر در کانی‌سازی نیز نشانه سه محدوده حرارتی ۳۳۰-۳۴۰ درجه سانتیگراد و ۳۶۰-۳۵۰ درجه سانتیگراد و ۳۷۰-۳۶۰ درجه سانتیگراد است. بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ژئوشیمیایی، منطقه دارای کانی‌سازی طلا، به ویژه در جنوب‌شرق روستای قزل‌احمد و همچنین در شمال و جنوب روستای کورملا است. کانی‌سازی در این منطقه با توجه به شواهد زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی از نوع پلی-متال بوده که مرتبط با توده‌های نفوذی فلسیک می‌باشد. در این کانسارها مقدار طلا اغلب کمتر از ۱ گرم در تن بوده و از نظر فضایی در ارتباط با

با فلزات پایه از قبیل سرب، روی، مس، مولیبدن و نقره به طور پاراژنز یافت می شود.

توده های نفوذی هستند. در این کانسار کانه زایی محدود به گسلها و شکستگیهای موجود در سنگ دیواره و توده نفوذی است، که معمولا طلا در آن

منابع

مهندسین مشاور تهران پادیر، ۱۳۸۵. اکتشافات ژئوشیمیایی نیمه تفصیلی در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ در استان آباد جنوبی.

نبوی م.ح، ۱۳۵۵. دیباجه ای بر زمین شناسی ایران، چاپ اول، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۱۰۹ ص.

ذبیهی م.ر، و حدادان م، ۱۹۹۷. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ استان آباد، سازمان زمین شناسی کشور.

tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, v. 25, (4), p.956-983.

Cox, K.G., and Bell, G.d ., and Pankhurst, R.J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rock*, London, Allien and Unwin, 450 p.

Peccerillo, A., and Taylor, S.A., 1976. Geochemistry of Eocene Calk-alkaline Volcanic Rocks from the Kastamous area, Northern Turkey, *Contribution to Mineralogy and Petrology*. v. 58, p. 63-81.

Guilbert, J. M., and Park, J. C. f., 1997. *The Geology of Ore Deposits*, Freeman and Company, New York, 985 p.

Piskin, O., 2002. Cevher Mikroskopisi Ve Petrografisi, DEU publish, Izmir, 323p.(in Turkish).

Hanilci, N., and Ozturk, H., 2005. MVT Zn-Pb deposits in the Aladaglar - Zamanti Region: Ayrakli Denizovasi, Zn-Pb deposits, Turkey, *IU Journal of Earth sciences*, v. 18, p. 23-43.

Robb, L., 2007. *Introduction to Ore-Forming Processes*, Blackwell publishing, 373p.

Maniar, P.O., and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin*, v. 11, p. 635-643.

Shelly, D., 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope*, Chapman and Hall, p.307.

Ulrich, T., and Heinrich, C, A., 2002. Geology and alteration geochemistry of the Porphyry Cu-Au Deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina, *Economic Geology*, v. 97, p. 1865- 1888.

Paterson, J. T., and Cloos, M., 2005. Grasbery porphyry Cu-Au Deposit, Papua, Indonesia: 2. prerasive hydrothermal Alteration; in porter, T.m. (ed), *Super porphyry Copper and Gold Deposits: A Global perspective*, PGC Publishing, Adelaide, v. 2, p. 331-355.

Pearce, J.A., and Hariss, and N.B.W., and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the